



ANHANG A

Beschreibung der hydrologischen Verfahren



INHALTSVERZEICHNIS

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | Beschreibung der hydrologischen Verfahren - Literaturverzeichnis..... | 1 |
| 2 | Berechnung der Einheitsganglinie..... | 2 |
| 3 | Abflussganglinien aus ländlichen Einzugsgebieten..... | 4 |
| 3.1 | Bemessungsniederschläge | 4 |
| 3.2 | Berechnung des Abflussbeiwerts | 5 |
| 3.2.1 | Koaxialdiagramm zur Abschätzung des Abflussbeiwerts..... | 8 |
| 3.2.2 | SCS-Verfahren | 11 |
| 3.2.3 | Regionalisierungsansatz nach Lutz..... | 14 |
| 3.3 | Regionalisierungsmodell für die Einheitsganglinie | 17 |
| 3.4 | Ermittlung des Basisabflusses | 22 |
| 4 | Abflussganglinien aus städtischen Einzugsgebieten..... | 23 |
| 5 | Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken | 25 |
| 5.1 | Ungesteuerte Beckenabgabe | 25 |
| 5.2 | Steuerung auf konstanten Regelabfluss | 27 |
| 5.3 | Adaptive Steuerung der Abgaben..... | 28 |
| 6 | Wellenverformung entlang einer Gewässerstrecke | 29 |
| 6.1 | MUSKINGUM-Verfahren | 29 |
| 6.2 | KALININ-MILJUKOV-Verfahren | 29 |
| 6.3 | Translations-Diffusions-Modell | 32 |



1 Beschreibung der hydrologischen Verfahren - Literaturverzeichnis

Die Zusammenstellung der hydrologischen Verfahren, die in dem Softwarepaket für Hochwasseranalyse und -berechnung enthalten sind, soll nur eine kurze Übersicht über die verwendeten Gleichungen geben. Weitergehende Informationen insbesondere die Modellgrundlagen sind der entsprechenden Fachliteratur zu entnehmen. Hierzu könnte z.B. verwendet werden:

Dyck, S; Peschke, G., 1989: "Grundlagen der Hydrologie", VEB Verlag für Bauwesen, Berlin

DWD, 1997: "Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland (KOSTRA)", Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main

DVWK, 1987: "Modelltechnik in der Wasserwirtschaft", Weiterbildendes Studium Hydrologie - Wasserwirtschaft, 3. Semester, durchgeführt vom Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe

DVWK, 1999: "Einsatz von Niederschlag-Abfluss-Modellen zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen"; in: Hochwasserabflüsse, DVWK Schriften, Heft 124

Figlus, 1988: "Abfluss aus Stadtgebieten - eine hydrologische Berechnungsmethode", Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 33

Gray, 1973: "Handbook on the Principles of Hydrology", Canadian National Committee for the International Hydrological Decade

Grobe, 1977: "Die statistische Ermittlung von extremen Punktniederschlägen und deren Abminderung in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße", Wasser und Boden, Heft 9

Ihringer, 1985: "Vorhersage von Hochwasserabflüssen aus Niederschlägen mit dem Kalman-Filter", Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 25

Lutz, 1984: "Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Verwendung von Gebietskenngrößen", Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 24

Maniak, 1988: "Hydrologie und Wasserwirtschaft - Eine Einführung für Ingenieure"; Springer Verlag

Patt, H., (Hrsg.), 2001: "Hochwasser-Handbuch – Auswirkungen und Schutz"; Springer Verlag

Plate, Schultz, Seuss, Wittenberg, 1977: "Ablauf von Hochwasserwellen in Gerinnen", Schriftenreihe des DVWK, Heft 27, Bonn

Plate, et.al., 1979: "Hydrologische Planungsgrundlagen", 1. Grundlehrgang in Hydrologie, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe

Rosemann, 1970: "Das Kalinin-Miljukov-Verfahren", Schriftenreihe der Bayrischen Landesstelle für Gewässerkunde, München, Heft 6



2 Berechnung der Einheitsganglinie

Zur Berechnung der Einheitsganglinie aus gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung:

Einheitsganglinie über Einzelordinaten

Mit dem Kleinste-Quadrate-Verfahren werden die einzelnen Ordinaten der Einheitsganglinie so bestimmt, dass eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen der gemessenen und der aus den Niederschlägen berechneten Abflussganglinie entsteht. Hierzu wird folgende Summe S der Abweichungsquadrate minimiert:

$$S = \sum_{j=1}^m (Q_{D,j} - Q_{D,j}^*)^2 \rightarrow \min \quad (2.1)$$

mit: $Q_{D,j}$: gemessener Direktabfluss
 $Q_{D,j}^*$: gerechneter Direktabfluss aus:

$$Q_{D,j}^* = \frac{A_E}{3.6 \cdot \Delta t} \cdot \sum_{i=1}^j I_{\text{eff},i} \cdot u_{j-i+1} \quad (2.2)$$

m : Länge der Abflussganglinie in Zeitschritten von Δt
 A_E : Fläche des Einzugsgebiets in $[\text{km}^2]$
 I_{eff} : Effektivniederschlag in $[\text{mm}]$ pro Zeitschritt Δt
 u : Ordinaten der Einheitsganglinie pro Zeitschritt Δt
 Δt : Berechnungszeitschritt in $[\text{h}]$

Die Lösung der Optimierungsaufgabe aus Gl. 2.1 führt zu einem linearen Gleichungssystem, das als Parameter die gesuchten Ordinaten der Einheitsganglinie beinhaltet. Die Länge der aus einem gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignis berechenbaren Einheitsganglinie ergibt sich zu $l = m - n + 1$ Zeitschritten aus der Länge m der Abflussganglinie und der Länge n der Niederschlagsganglinie jeweils bezogen auf den Berechnungszeitschritt Δt . Die Anwendung dieser Methode führt jedoch aufgrund von Unsicherheiten in der gemessenen Daten oft zu einem Oszillieren der Einzelordinaten der berechneten Einheitsganglinie. Deshalb wird zur Festlegung der Form der Einheitsganglinie heute meist die lineare Speicherkaskade eingesetzt.

Lineare Speicherkaskade

Die Einheitsganglinie wird über eine lineare Speicherkaskade über folgende kontinuierliche Funktion beschrieben:

$$u(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot \Gamma(n)} \cdot e^{-t/k} \quad (2.3)$$

mit: n : Anzahl der Linearspeicher
 k : Speicherkonstante in $[\text{h}]$
 $\Gamma(\cdot)$: Gamma-Funktion



Die Bestimmung der beiden Parameter n und k erfolgt über folgende Methoden:

Momentenmethode: Bei der Momentenmethode werden die Parameter der linearen Speicherkaskade aus den Momenten der gemessenen Niederschlags- und Abflussganglinie eines Hochwasserereignisses abgeleitet. Da jedoch die Momente sehr stark von der Annahme über den zeitlichen Verlauf des Basisabflusses abhängen und auch sehr empfindlich auf Fehler in den gemessenen Niederschlags- und Abflussganglinien reagieren, ist die Güte der Anpassung insbesondere bei langandauernden Hochwasserereignissen oft nicht befriedigend.

Methode der kleinsten Fehlerquadrate: Um die Anpassung der Parameter n und k der linearen Speicherkaskade an die Abflussganglinie eines Hochwasserereignisses zu verbessern, kann in einem zweiten Schritt eine Optimierung der Parameter über das Kleinste-Quadrate-Verfahren erfolgen. Diese Parameteroptimierung basiert dabei auf den Gl. 2.1 und 2.2, wobei die Ordinaten der Einheitsganglinie über Gl. 2.3 ermittelt werden. Da im Gegensatz zu der Ermittlung der Einzelordinaten bei der Anwendung dieser Methode kein lineares Gleichungssystem entsteht, erfolgt die Parameterbestimmung (nichtlineares Verfahren) iterativ. Für diese iterative Lösung werden die Schätzwerte für die Parameter n und k aus der Momentenmethode als Startwerte eingesetzt.

Für die Bestimmung der Summe der Abweichungsquadrate nach Gl. 2.1 kann eine zusätzliche Gewichtung eingeführt werden. Hierbei wird für die Ermittlung der Summe der Abweichungsquadrate der Scheitelbereich der Ganglinie automatisch mit dem 3-fachen Gewicht gegenüber dem restlichen Teil der Ganglinie berücksichtigt.

Lineare Doppelspeicherkaskade

Die Einheitsganglinie wird über eine lineare Doppelspeicherkaskade über folgende kontinuierliche Funktion beschrieben:

$$u(t) = \alpha \cdot \frac{t^{n_1-1}}{k_1^{n_1} \cdot \Gamma(n_1)} \cdot e^{-t/k_1} + (1-\alpha) \cdot \frac{t^{n_2-1}}{k_2^{n_2} \cdot \Gamma(n_2)} \cdot e^{-t/k_2} \quad (2.4)$$

Die Einheitsganglinie setzt sich somit zusammen aus 2 parallelen, linearen Speicherkaskaden mit den Parametern (n_1, k_1) und (n_2, k_2) . Über den Faktor α wird die Belastung der Doppelspeicherkaskade (Effektivniederschlag) auf die beiden Kaskaden aufgeteilt. Die Ermittlung der Parameter der linearen Doppelspeicherkaskade erfolgt über die Methode der kleinsten Fehlerquadrate.

Nähere Beschreibungen für die Verfahren zur Berechnung der Einheitsganglinie aus gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen sind der Literatur (z.B. Plate et al., 1979, Maniak 1988) zu entnehmen.



3 Abflussganglinien aus ländlichen Einzugsgebieten

Die Berechnung von Bemessungsabflussganglinien einer bestimmten Jährlichkeit (Auftrittswahrscheinlichkeit) für eine ausgewählte Gewässerstelle erfolgt allgemein über ein Niederschlag-Abfluss-Modell. Dies erfordert, dass für das vorliegende Einzugsgebiet die entsprechenden Niederschläge sowie die Abflussbeiwerte und die Einheitsganglinie, die zusammen das mittlere Abflussverhalten des Einzugsgebiets beschreiben, bekannt sein müssen. Bei der Festlegung der maßgebenden Modelleingangsgrößen (Niederschläge, Modellparameter für die Abflussbildung und -konzentration), die entweder über eine Analyse von Messdaten oder über eine Regionalisierung ermittelt werden, geht man davon, dass ein Niederschlagsereignis einer bestimmten Jährlichkeit in Verbindung mit Abflussbeiwerten und Einheitsganglinien, bezogen auf das mittlere Abflussverhalten des Gebiets, zu einer Abflussganglinie führt, die derselben Jährlichkeit zugeordnet werden kann. Extremsituationen, wie beispielsweise eine extrem hohe Vorbodenfeuchte oder Abfluss aus einer Schneedecke, werden i.d.R. hierbei nicht betrachtet.

Die Abflussganglinie $Q(t=j\cdot\Delta t)$ ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$Q_j = Q_{B,j} + \frac{A_E}{3.6 \cdot \Delta t} \cdot \sum_{i=1}^j I_{\text{eff},i} \cdot u_{j-i+1} \quad (3.1)$$

mit:

- Q_j : Abfluss [m^3/sec] im Zeitintervall $j\cdot\Delta t$
- $Q_{B,j}$: Basisabfluss [m^3/sec] im Zeitintervall $j\cdot\Delta t$
- A_E : Einzugsgebietsfläche [km^2]
- Δt : Zeitschritt [h]
- $I_{\text{eff},i}$: effektive Niederschlagshöhe [$\text{mm}/\Delta t$] im Zeitintervall $i\cdot\Delta t$;
- u_i : diskretisierte Systemfunktion (Einheitsganglinie)

mit: $\sum u_i = 1.0$

Im folgenden werden die einzelnen Eingangsgrößen für die Berechnung von Abflussganglinien beschrieben.

3.1 Bemessungsniederschläge

In einer umfangreichen Studie (KOSTRA: koordinierte Starkregenauswertung), die der DWD in Zusammenarbeit mit dem DVWK und der LAWA durchgeführt hat, wurde die räumliche Verteilung der Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland ausgewertet. Das Ergebnis dieser Studie liegt als Kartenwerk vor (DWD 1997), in dem flächendeckend für verschiedene Dauerstufen ($T_D = 0.25, 1, 12, 24, 48$ und 72 h) und Jährlichkeiten ($T_n = 1, 10$ und 100 a) die räumliche Verteilung der Punktniederschläge dargestellt ist. Abb. 3-1 zeigt exemplarisch die räumliche Verteilung der 100-jährlichen Niederschlagshöhen der Dauerstufe $T_D = 12$ h. Die gesamte Fläche der Bundesrepublik Deutschland ist hierin in einzelne Rasterzellen eingeteilt, für die jeweils die entsprechende Niederschlagshöhe angegeben ist. Jede Rasterzellen umfasst eine Fläche von ca. $71,5 \text{ km}^2$. Mit Hilfe des Kartenwerks lassen sich die Extremniederschläge für ein bestimmtes Einzugsgebiet zunächst für die dargestellten Dauerstufen und Jährlichkeit ermitteln. Zur Ermittlung der Niederschlägen anderer Dauerstufen und Jährlichkeiten stehen Interpolationsfunktionen zur Verfügung, mit denen aus den dargestellten Niederschlagshöhen der o.g.



Dauerstufen und Jährlichkeiten, auf beliebige Niederschlagsdauern und Jährlichkeiten zwischen $T_n = 0,5$ a und $T_n = 100$ a für Dauerstufen zwischen $T_D = 5$ min und $T_D = 72$ h interpoliert werden kann.

Zu beachten ist bei der Anwendung dieser räumlichen Niederschlagsverteilungen, dass die Extremwerte jeweils Punktniederschläge darstellen. Dies bedeutet, dass bei der Modellierung großer Einzugsgebiete gegebenenfalls eine Abminderung der Punktniederschläge auf den zugehörigen Gebietsniederschlag erforderlich ist. Hinweise hierzu befinden sich beispielsweise in Grobe 1977.

Sind für das zu betrachtende Einzugsgebiet keine Statistiken über die Dauer, Intensität und Häufigkeit von Niederschlagsereignissen vorhanden, müssen die erforderlichen Abhängigkeiten zunächst über eine statistische Analyse vorhandener Messwerte erstellt werden.

Die Ermittlung der zeitlichen Verteilung der Bemessungsniederschläge erfolgt über eine vorgegebene normierte Niederschlagsverteilung. In Abb. 3-2 ist der zeitliche Verlauf der mittenbetonten und endbetonten Verteilung sowie der Verlauf der Verteilung nach der DVWK-Empfehlung dargestellt.

3.2 Berechnung des Abflussbeiwerts

Die Berechnung des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags (Effektivniederschlag) erfolgt über den Abflussbeiwert, für dessen Abschätzung verschiedene Methoden zur Verfügung stehen. Dabei ist unterschieden, ob der Abflussbeiwert direkt aus Messdaten ermittelt werden kann, oder ob hierzu eine Übertragung (Regionalisierung) des Abflussbeiwerts aus einem über-/untergeordneten Einzugsgebiet oder einem Nachbareinzugsgebiet erforderlich ist.

Der Abflussbeiwert ergibt sich aus gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen für ein bestimmtes Ereignis zu:

$$\psi = 3,6 \cdot \Delta t \cdot \frac{\sum Q_{D,j}}{A_E \cdot \sum N_j} \quad (3.2)$$

mit:

- ψ : mittlerer Abflussbeiwert [-]
- $Q_{D,j}$: Direktabfluss [m^3/sec] im Zeitintervall $i \cdot \Delta t$
- N_j : Niederschlag [$mm/\Delta t$] im Zeitintervall $i \cdot \Delta t$
- Δt : Zeitintervall [h]
- A_E : Einzugsgebietsfläche [km^2]

Liegen ausreichend Messwerte für die betrachtete Gewässerstelle vor, kann mit Hilfe des Koaxialdiagramms, das eine nichtlineare Regressionsbeziehung zwischen dem Gebietsrückhalt (Anteil des Niederschlages, der nicht oder stark verzögert zum Abfluss kommt) und ereignisspezifischen Kenngrößen darstellt, angewendet werden. Dieses Verfahren beinhaltet jedoch keine Gebietskenngrößen, so dass eine Übertragung des Diagramms auf andere Einzugsgebiete nur nach sorgfältiger Prüfung der vorliegenden Abflussverhältnisse möglich ist.

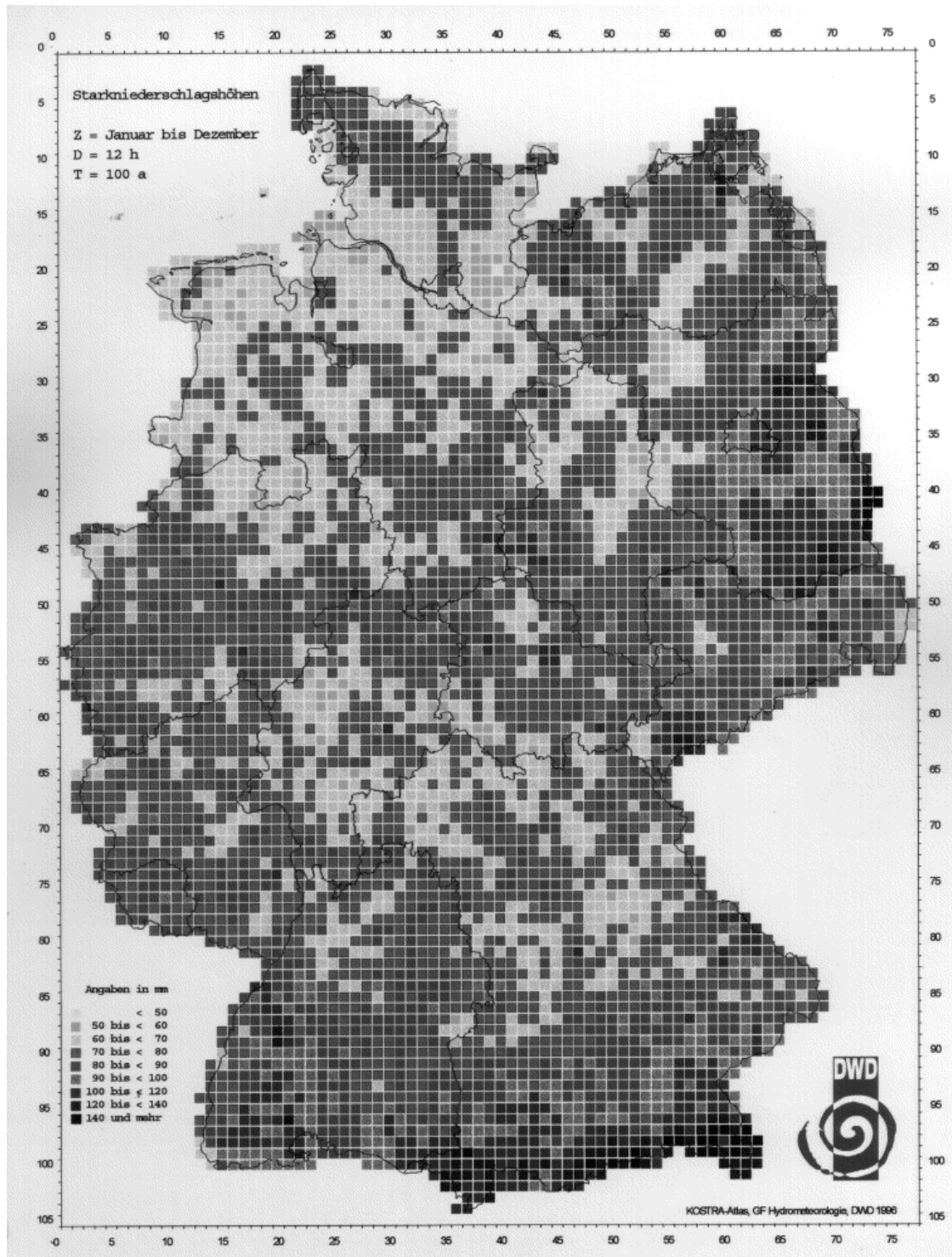


Abb. 3-1: Räumliche Verteilung der 100-jährlichen Niederschlagshöhen der Dauer $T_D = 12$ h (aus: DWD 1997)

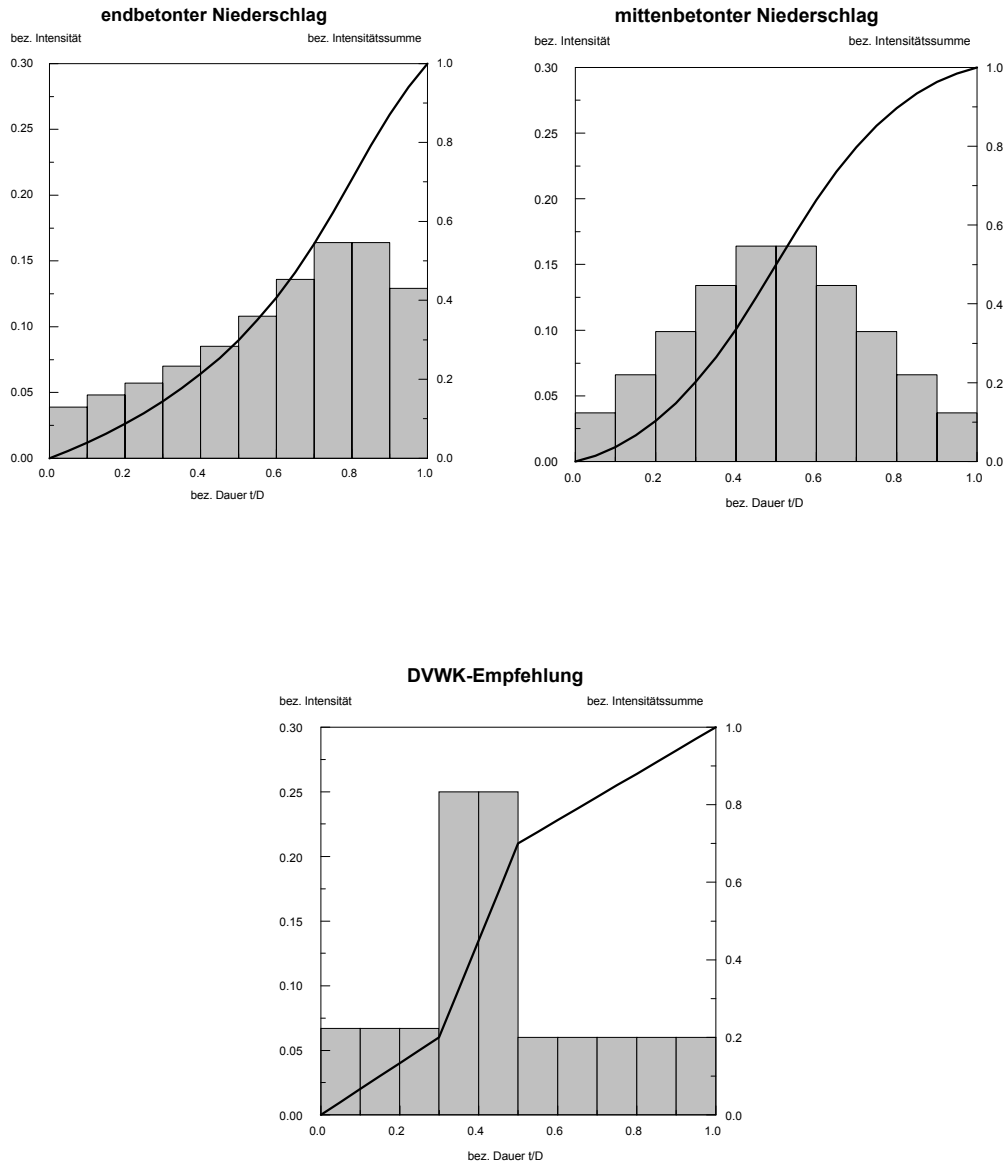


Abb. 3-2: normierte zeitliche Niederschlagsverteilungen



Liegen keine Messwerte vor, muss der Abflussbeiwert über eine Regionalisierung aus anderen Einzugsgebieten übertragen werden. Hierzu haben sich folgende zwei Verfahren bewährt:

- SCS-Verfahren (U.S. Soil Conservation Service)
- Regionalisierungsansatz nach Lutz für Abflussbeiwerte

Die Verfahren zur Ermittlung des mittleren Abflussbeiwerts für ein bestimmtes Niederschlagsereignis werden anschließend ausführlich erläutert. Zur Ermittlung des zeitlichen Verlaufs des abflusswirksamen Niederschlags (Effektivniederschlag) bei bekanntem Abflussbeiwert des Gesamt ereignisses stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung. In Abb. 3-3 ist eine Auswahl der gebräuchlichsten Verfahren dargestellt. Der zeitliche Verlauf des Effektivniederschlags kann auch über das Regionalisierungsverfahren nach Lutz abgeschätzt werden. Hierzu wird das Regionalisierungsverfahren rekursiv für jeden Zeitschritt angewendet (siehe Abschnitt 3.2.2).

3.2.1 Koaxialdiagramm zur Abschätzung des Abflussbeiwerts

Das Koaxialdiagramm für die Abschätzung des Abflussbeiwerts stellt eine nichtlineare Beziehung zwischen dem Gebietsrückhalt eines Niederschlagsereignisses und folgenden ereignisspezifischen Kenngrößen dar:

- Vorgeuchte, ausgedrückt durch die Basisabflussspende vor einem Ereignis
- Jahreszeit, ausgedrückt durch den Monat
- Niederschlagsdauer
- Niederschlagshöhe

Der Einfluss der einzelnen Ereigniskenngrößen wird aus gemessenen Hochwasserereignissen bestimmt. Ein Beispiel für ein Koaxialdiagramm zeigt Abb. 3-4. Um die Anpassung und Anwendung des Koaxialdiagramms auf einem Rechner zu ermöglichen, wird das Koaxialdiagramm über folgende empirische Gleichung beschrieben:

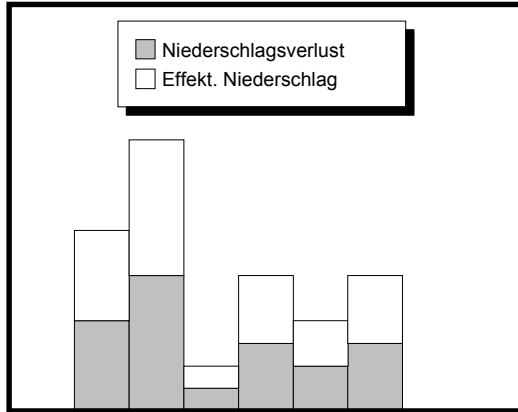
$$R = \frac{N \cdot e^{C_{q_B}} \cdot e^{D \cdot T_D} \cdot \left[A + B \cdot \sin \left(\frac{\pi}{6} \cdot (M - 4) \right) \right]}{N + e^{E \cdot N} \cdot e^{C_{q_B}} \cdot e^{D \cdot T_D} \cdot \left[A + B \cdot \sin \left(\frac{\pi}{6} \cdot (M - 4) \right) \right]} \quad (3.3)$$

- mit:
- R : Gebietsrückhalt in [mm]
 - q_B : Basisabflussspende zu Beginn des Ereignisses in [l/sec/km²]
 - M : Monat des Ereignisses
 - T_D : Niederschlagsdauer in [h]
 - N : Niederschlagshöhe in [mm]

konstanter Prozentansatz

ohne Anfangsverlust

Intensität [mm/t]



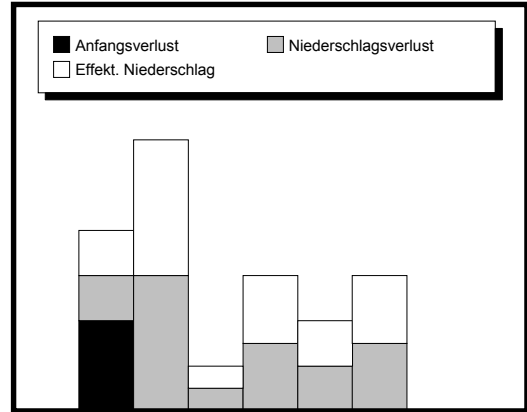
Zeit t

$$I_{\text{eff},i} = \psi \cdot I_i$$

konstanter Prozentansatz

mit Anfangsverlust

Intensität [mm/t]



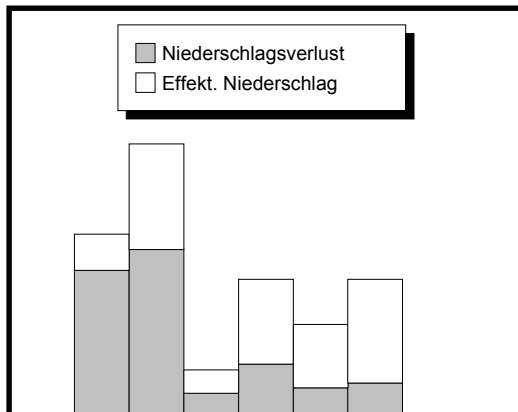
Zeit t

$$I_{\text{eff},i} = \psi \cdot I_i$$

exponentieller Prozentansatz

ohne Anfangsverlust

Intensität [mm/t]



Zeit t

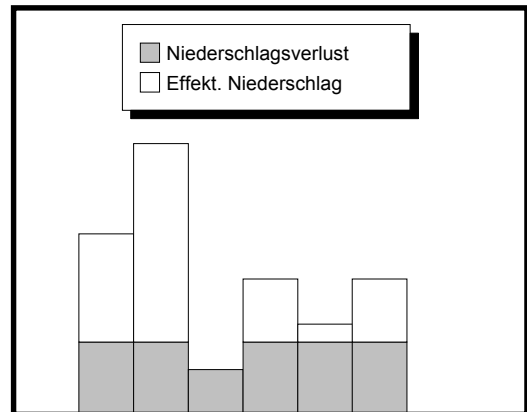
$$\varphi_i = \varphi_e + (\varphi_a - \varphi_e) \cdot e^{-a \cdot t}$$

$$I_{\text{eff},i} = (1 - \varphi_i) \cdot I_i$$

Φ-INDEX

ohne Anfangsverlust

Intensität [mm/t]



Zeit t

$$I_{\text{eff},i} = \begin{cases} 0 & \text{für } I_i \leq \Phi \\ I_i - \Phi & \text{für } I_i > \Phi \end{cases}$$

Abb. 3-3: Verfahren zur Ermittlung des zeitlichen Verlaufs des Effektivniederschlags

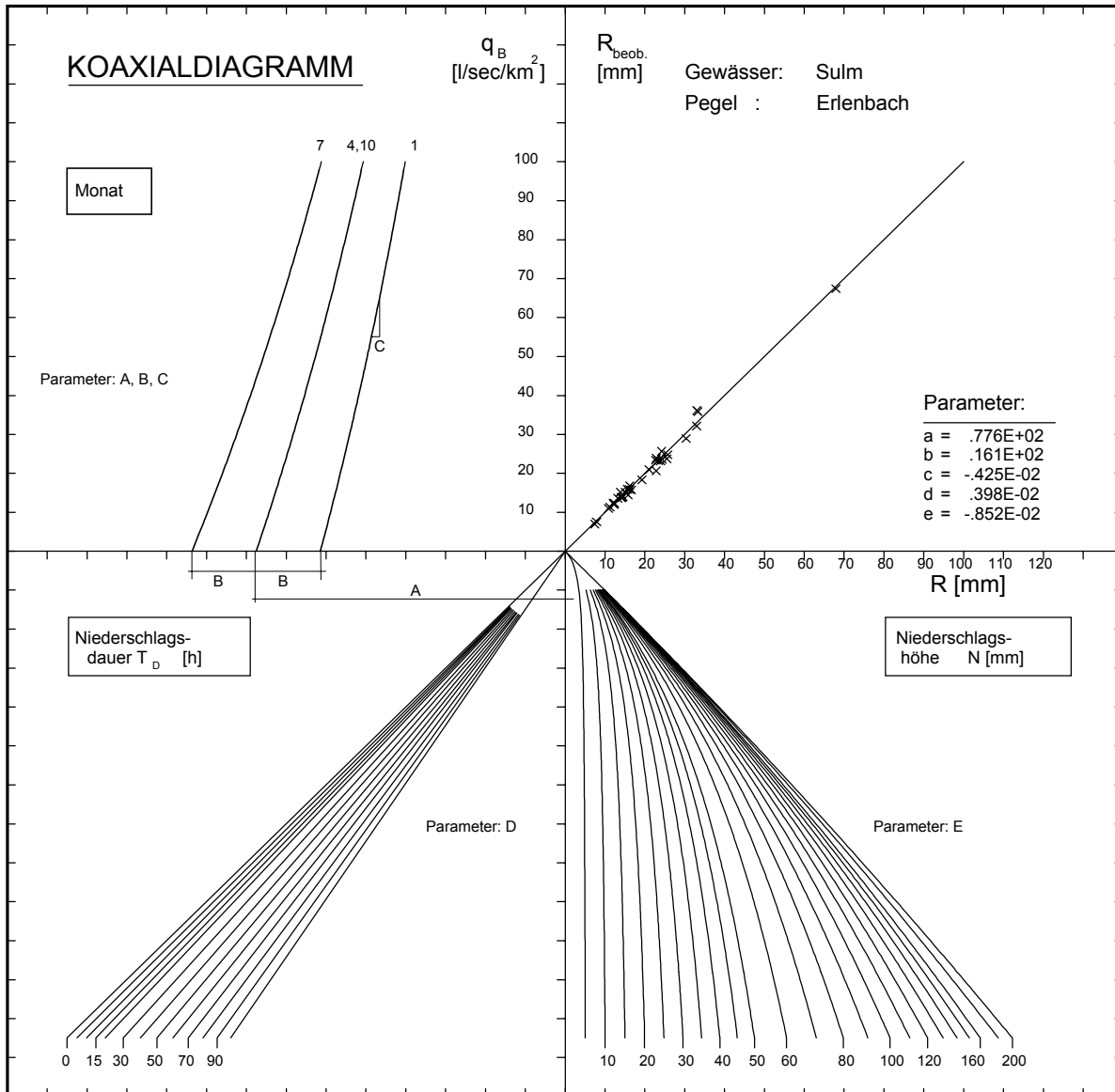


Abb. 3-4: Koaxialdiagramm für das Einzugsgebiet des Pegels Sulm/Erlenbach



Parameter:

- A, C : Einfluss des Basisabflusses
- B : Einfluss der Jahreszeit
- D : Einfluss der Niederschlagsdauer
- E : Einfluss der Niederschlagshöhe

Mit einem nichtlinearen Kleinste-Quadrate-Verfahren lassen sich die Parameter A bis E des Koaxialdiagramms aus gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen berechnen. Es wird empfohlen, mindestens 20 bis 25 Hochwasserereignisse, deren Niederschläge eine hohe Variabilität in den verschiedenen Ereigniskenngrößen aufweisen, für die Parameteranpassung zu verwenden.

Bei der Anwendung des Koaxialdiagramms auf ein bestimmtes Niederschlagsereignis ergibt sich der mittlere Abflussbeiwert ψ des Ereignisses zu:

$$\psi = \frac{N-R}{N} \quad (3.4)$$

3.2.2 SCS-Verfahren

In der Schrift des DVWK (1999) wird für die Abschätzung des Abflussbeiwerts für Extremniederschläge in kleinen Einzugsgebieten die Anwendung des SCS-Verfahrens des U.S. Soil Conservation Service empfohlen. Bei diesem Verfahren wird der abflusswirksame Niederschlag (Effektivniederschlag) N_{eff} des gesamten Niederschlagsereignisses als Funktion der Niederschlagshöhe N und einer Gebietskenngröße CN beschrieben:

$$N_{\text{eff}} = \frac{(N - \frac{5080}{CN} + 50.8)^2}{N + \frac{20320}{CN} - 203.2} \quad (3.5)$$

Die Gebietskenngröße CN ergibt sich als Funktion der Bodenart und Bodennutzung des Einzugsgebiets und einer Bodenfeuchteklasse, die über den Vorregen der letzten 5 Tage und über die Jahreszeit festgelegt wird. Abb. 3-5 zeigt eine Zusammenstellung der CN -Werte für die verschiedenen Bodentypen und Bodennutzungen und das Auswahl-schema für die Bodenfeuchteklasse. Der für ein Einzugsgebiet maßgebende CN -Wert kann näherungsweise durch eine flächengewichtete Mittelung der einzelnen CN -Werte ermittelt werden. Für eine gegebene Niederschlagshöhe erhält man aus Gl. 3.5 die abflusswirksame Niederschlagshöhe N_{eff} . Der mittlere Abflussbeiwert berechnet sich dann zu:

$$\psi = \frac{N_{\text{eff}}}{N} \quad (3.6)$$

Bei der Anwendung des SCS-Verfahrens auf ein Niederschlagsereignis ist jedoch zu beachten, dass dieses Verfahren nur für Extremereignisse gedacht ist. Erfahrungsgemäß liefert dieses Verfahren für Niederschlagshöhen kleiner als ca. $N = 50$ mm zu kleine Abflussbeiwerte. Um diese Unterschätzung zu vermeiden, wird ein modifiziertes Verfahren vorgeschlagen. Die modifizierte Gleichung lautet:



$$N_{\text{eff}} = \frac{\left(N - \frac{1270}{\text{CN}} + 12.7\right)^2}{N + \frac{24130}{\text{CN}} - 241.3} \quad (3.7)$$

Diese modifizierte Form, die auf einer Reduktion des Speichervermögens des Bodens beruht, liefert sowohl bei kleinen als auch bei großen Niederschlagshöhen größere Abflussbeiwerte.

Liegen für ein Einzugsgebiet Messdaten vor, sollen nach der Empfehlung des DVWK diese Daten für eine Anpassung der maßgebenden CN-Werte herangezogen werden.



| Bodenfeuchte- klasse | Niederschlagshöhe in den vorangegangenen 5 Tagen in mm Vegetations- periode | | übrige Zeit |
|-------------------------|--|---------|-------------|
| I | < 30 | < 15 | |
| II | 30 – 50 | 15 – 30 | |
| III | > 50 | > 30 | |

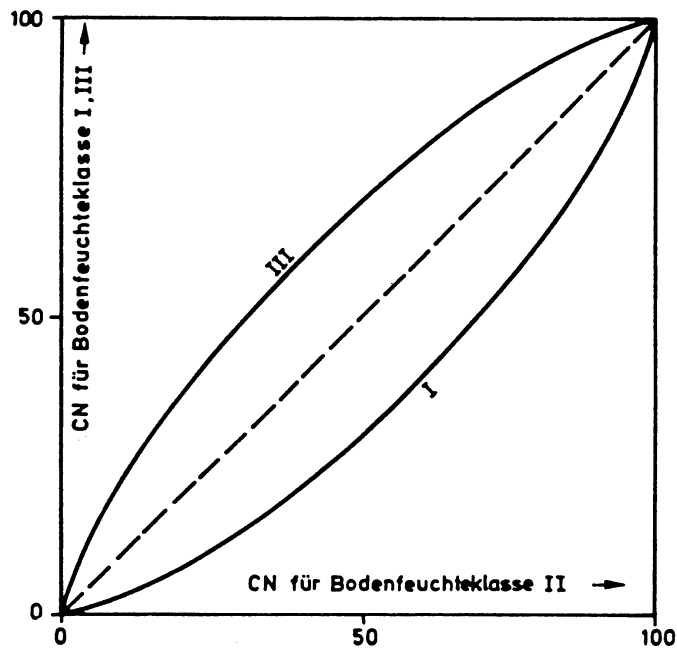
Bodentyp A: Böden mit großem Versickerungsvermögen, auch nach starker Vorbefeuchtung,
z. B.: tiefe Sand- und Kiesböden.

Bodentyp B: Böden mit mittlerem Versickerungsvermögen, tiefe bis mäßig tiefe Böden mit mäßig feiner bis mäßig grober Textur,
z. B.: mitteltiefe Sandböden, Löß, (schwach) lehmiger Sand.

Bodentyp C: Böden mit geringem Versickerungsvermögen, Böden mit feiner bis mäßig feiner Textur oder mit wasserstauender Schicht,
z. B.: flache Sandböden, sandiger Lehm.

Bodentyp D: Böden mit sehr geringem Versickerungsvermögen, Tonböden, sehr flache Böden über nahezu undurchlässigem Material, Böden mit dauernd sehr hohem Grundwasserspiegel.

| Bodennutzung | CN für Bodentyp | | | |
|---|-----------------|-----|-----|-----|
| | A | B | C | D |
| Ödland (ohne nennenswerten Bewuchs) | 77 | 86 | 91 | 94 |
| Hackfrüchte, Wein | 70 | 80 | 87 | 90 |
| Wein (Terrassen) | 64 | 73 | 79 | 82 |
| Getreide, Futterpflanzen | 64 | 76 | 84 | 88 |
| Weide (normal) | 49 | 69 | 79 | 84 |
| (karg) | 68 | 79 | 86 | 89 |
| Dauerwiese | 30 | 58 | 71 | 78 |
| Wald (stark aufgelockert) | 45 | 66 | 77 | 83 |
| (mittel) | 36 | 60 | 73 | 79 |
| (dicht) | 25 | 55 | 70 | 77 |
| Undurchlässige Flächen (versiegelter Anteil von Ortschaften, Straßen usw.) | 100 | 100 | 100 | 100 |



CN für Bodenfeuchteklassen I und III in Abhängigkeit von CN für Bodenfeuchteklasse II

Abb. 3-5: Gebietskenngroße CN für das SCS-Verfahren



3.2.3 Regionalisierungsansatz nach Lutz

Auf der Basis einer Vielzahl von Niederschlag-Abfluss-Ereignissen aus verschiedenen Einzugsgebieten hat Lutz (1984) ein Regionalisierungsmodell für den Gebietsrückhalt aufgestellt. Dieses Modell beschreibt den Gebietsrückhalt eines Einzugsgebiets über gebietsspezifische und ereignisspezifische Parameter. Als gebietsspezifische Parameter werden, wie auch beim SCS-Verfahren, der Bodentyp und die Bodennutzung verwendet. Für ein Einzugsgebiet erhält man aus der vorhandenen Bodennutzung und dem Bodentyp einen sogenannten Endabflussbeiwert (maximaler Abflussbeiwert eines Einzugsgebiets), der als oberer Grenzwert für den Abflussbeiwert bei sehr großen Niederschlagshöhen zu erwarten ist. Dieser Endabflussbeiwert wird über folgende ereignisspezifische Kenngrößen für ein bestimmtes Niederschlagsereignis modifiziert:

- Niederschlagshöhe
- Jahreszeit, ausgedrückt durch die Wochenzahl WZ mit:
 - WZ = 1: 31. Woche des Jahres (Woche mit 1. August)
 - WZ = 2: 30. und 32. Woche des Jahres,
 - WZ = 3: 29. und 33. Woche des Jahres, usw.

In den Programmen wird die Wochenzahl durch die Monatsnummer des Ereignisses ersetzt.

- Vorfeuchte des Gebiets, ausgedrückt durch die Basisabflusssspende
- Niederschlagsdauer; bei dieser Abhängigkeit hat Lutz jedoch festgestellt, dass der Einfluss so gering ist, dass er oft vernachlässigt werden kann

Die Gleichung für die Berechnung des effektiver Niederschlags nach dem Regionalisierungsmodell nach Lutz lautet:

$$N_{\text{eff}} = N_{\text{eff,u}} + N_{\text{eff,s}} \quad (3.8)$$

mit:
$$N_{\text{eff,u}} = \left[(N - A_V) \cdot c - \frac{c}{a} \cdot (1 - e^{-a(N - A_V)}) \right] \cdot \frac{A_E - A_{E,s}}{A_E} \quad (3.9)$$

$$N_{\text{eff,s}} = (N - A'_V) \cdot \psi_s \cdot \frac{A_{E,s}}{A_E} \quad (3.10)$$

wobei:
$$a = C_1 \cdot e^{-C_2/WZ} \cdot e^{-C_3/q_B} \cdot e^{-C_4 \cdot T_D} \quad (3.11)$$

- mit:
- N : Gebietsniederschlag [mm]
 - N_{eff} : abflusswirksamer Niederschlag [mm]
 - N_{eff,u} : abflusswirksamer Niederschlag der unversiegelten Teilflächen [mm]
 - N_{eff,s} : abflusswirksamer Niederschlag von versiegelten Teilflächen [mm]

- A_V : Anfangsverlust für die unversiegelten Teilflächen [mm]
- A'_V : Anfangsverlust für die versiegelten Teilflächen [mm]
- c : maximaler Abflussbeiwert (Endabflussbeiwert) [-]
- A_E : Einzugsgebietsfläche [km²]
- A_{E,s} : versiegelte Einzugsgebietsfläche [km²]
- ψ_s : Abflussbeiwert für versiegelte Flächen [-]



- a : Ereignisfaktor [1/mm]
WZ : Wochenzahl
 q_B : Basisabflussspende direkt vor dem Niederschlagsereignis [l/sec/km²]
 T_D : Niederschlagsdauer [h]
 $C_1 - C_4$: gebietsabhängige Parameter

Empfehlung nach Lutz:

- C_1 : 0.02
 C_2 : zwischen 2.0 (Nadelwald/Wiesen) bis 4,62 (landw. Nutzung)
 C_3 : 2.0
 C_4 : 0.

Es wird empfohlen, die Parameter C_1 bis C_4 anhand von Niederschlag-Abfluss-Messungen zu überprüfen und gegebenenfalls an die Abflussverhältnisse des betrachteten Einzugsgebiets bzw. der hydrologisch ähnlichen Region anzupassen.

In Tabelle 3-1 sind der Anfangsverlust und die maximalen Abflussbeiwerte für verschiedenen Bodentypen und Bodennutzungen aufgelistet. Die Ermittlung des maßgebenden Endabflussbeiwerts c und des Anfangsverlusts A_V für ein bestimmtes Einzugsgebiet erfolgt näherungsweise analog dem SCS-Verfahren durch eine flächengewichtete Mittelung.



Tabelle 3-1: Endabflussbeiwert c und Anfangsverlust A_V nach dem Regionalisierungsverfahren nach Lutz

| Bodentyp | A | B | C | D |
|--|--|------|------|------|
| Landnutzung | maximale Abflussbeiwerte c [-] (Endabflussbeiwert) | | | |
| Waldgebiet | 0,17 | 0,48 | 0,62 | 0,70 |
| Ödland | 0,71 | 0,83 | 0,89 | 0,93 |
| Reienkultur: Hackfrüchte Weinbau, u.a. | 0,62 | 0,75 | 0,84 | 0,88 |
| Getreideanbau: Weizen Roggen, u.a. | 0,54 | 0,70 | 0,80 | 0,85 |
| Leguminosen: Klee Luzerne Ackerfrüchte | 0,51 | 0,68 | 0,79 | 0,84 |
| Weideland | 0,34 | 0,60 | 0,74 | 0,80 |
| Dauerwiese | 0,10 | 0,46 | 0,63 | 0,72 |
| Haine Obstanlagen | 0,17 | 0,48 | 0,66 | 0,77 |
| | Anfangsverlust A_V [mm] | | | |
| landwirtschaftliche Flächen | 7,0 | 4,0 | 2,0 | 1,5 |
| bewaldete Flächen | 8,0 | 5,0 | 3,0 | 2,5 |
| versiegelte Flächen | 1,0 | | | |
| Beschreibung des Bodentyps: A: Schotter, Kies, Sand (kleinster Abfluss) B: Feinsand, Löss, leicht tonige Sande C: bindige Böden mit Sand, Mischböden: lehmiger Mehlsand, sandiger Lehm, tonig-lehmiger Sand D: Ton, Lehm, dichter Fels, stauender Untergrund (größter Abfluss) | | | | |

3.3 Regionalisierungsmodell für die Einheitsganglinie

Für die Festlegung der maßgebenden Einheitsganglinie eines Einzugsgebiets kann der Regionalisierungsansatz nach Lutz (1984) für Einheitsganglinien verwendet werden. Bei diesem Regionalisierungsverfahren wird die Einheitsganglinie über die beiden Kenngrößen t_A (Anstiegszeit) und u_{\max} (Scheitelwert) beschrieben (Abb. 3-6). Diese beiden Kenngrößen lassen sich als Funktion von gebietsspezifischen und ereignisspezifischen Kenngrößen darstellen.

Die mittlere Anstiegszeit eines Einzugsgebiets ergibt sich aus:

$$t_A = P1 \cdot \left(\frac{L \cdot L_C}{I_g^{1.5}} \right)^{0.26} \cdot e^{-0.016 \cdot U} \cdot e^{0.004 \cdot W} \quad (3.13)$$

- mit:
- t_A : Anstiegszeit der Einheitsganglinie in [h]
 - P1 : Gebietsfaktor (Abb. 3-9)
 - L : Länge des Hauptgewässers, verlängert bis zur Wasserscheide in [km] (Abb. 3-7)
 - L_C : Länge des Hauptgewässers in [km] bis zum Schwerpunkt des Einzugsgebiets (Abb. 3-7)
 - I_g : gewogenes Gefälle entlang des Hauptgewässers [-] (Abb. 3-8)
 - U : Bebauungsanteil in [%]
 - W : Waldanteil in [%]

Bei der Ermittlung der Parameter L und L_C sind insbesondere bei Zwischeneinzugsgebieten die Fließwege im betrachteten Gebiet zu beachten. Dies bedeutet, dass z.B. bei Zwischeneinzugsgebieten diese beiden Kenngrößen nicht entlang des Hauptgewässers zu ermitteln sind, sondern entlang der Fließwege, auf denen das Wasser zum nächstgelegenen Gewässer gelangen kann.

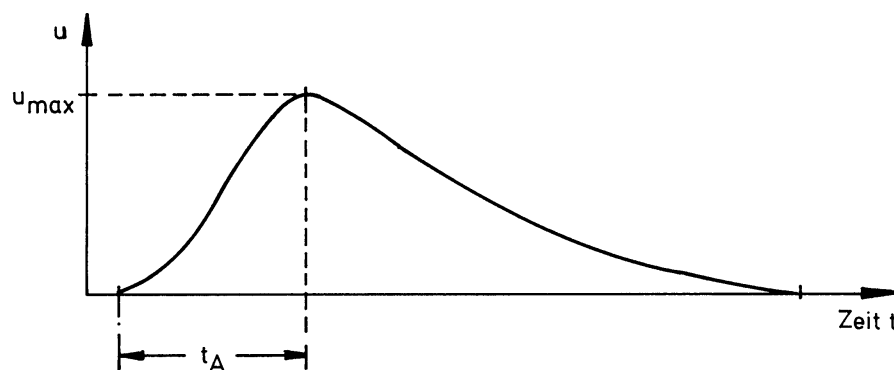


Abb. 3-6: Kenngrößen der Einheitsganglinie

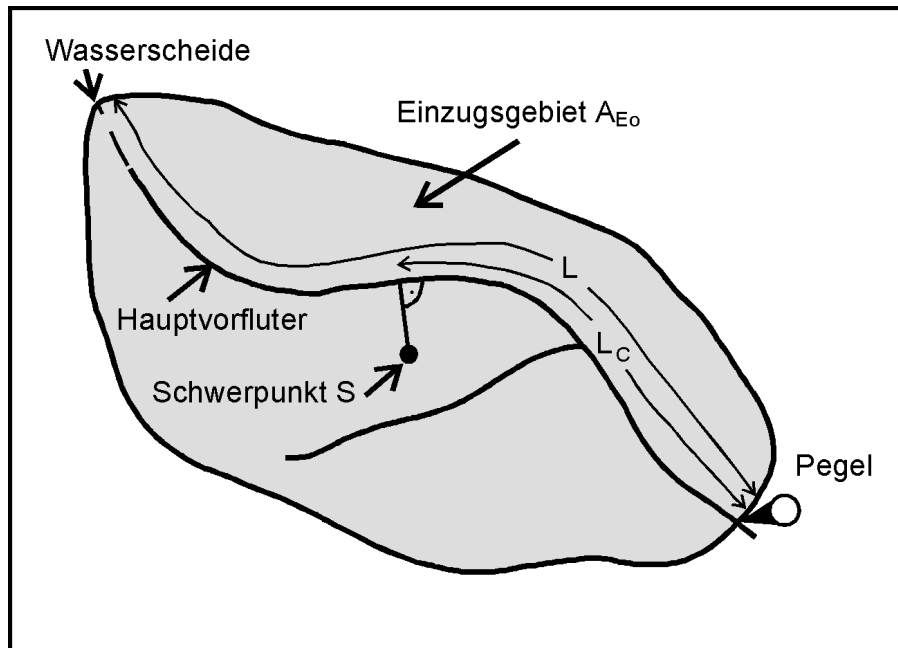


Abb. 3-7: Fließlängen L und L_c in einem Einzugsgebiet

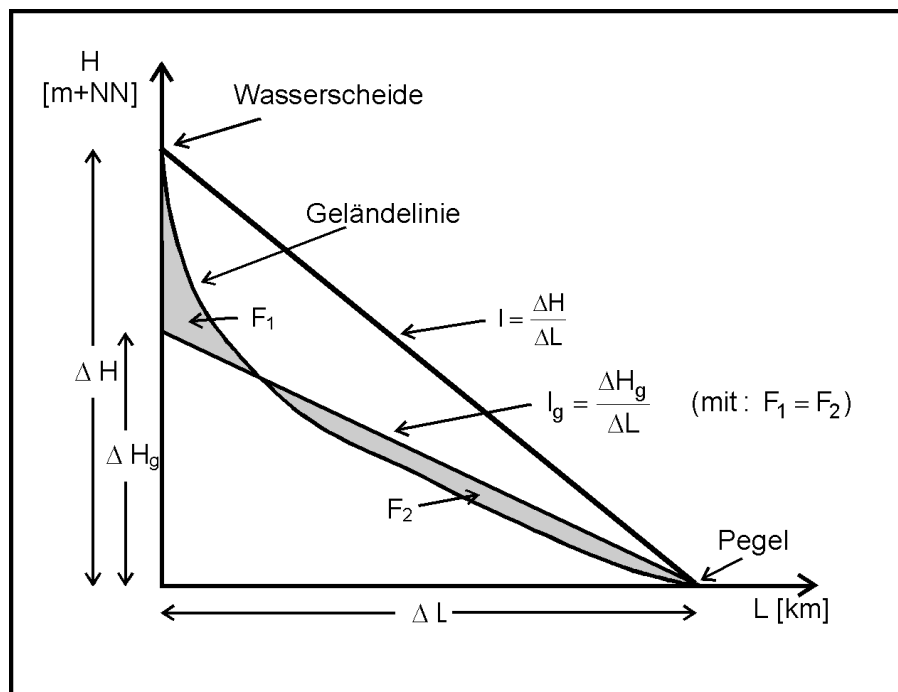
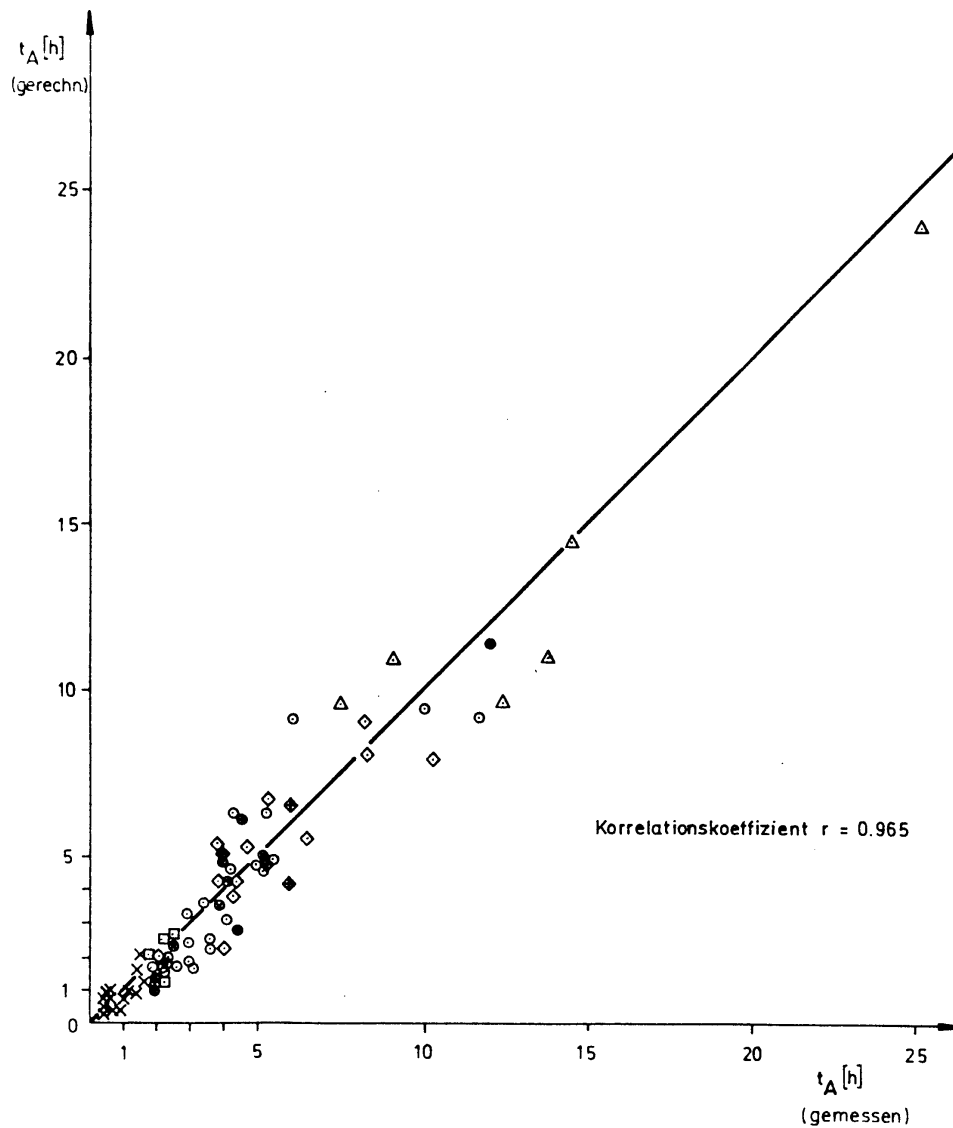


Abb. 3-8: Ermittlung des gewogenen Gefälles I_g



| | |
|---|------------|
| Kraichgau, Sulm, Brettach, Körsch | P1 = 0.225 |
| Schutter, Dorfbach | P1 = 0.162 |
| Schwarzwald (Kl. Kinzig, Kander) | P1 = 0.417 |
| Schmiecha (Schwäbische Alb) | P1 = 0.172 |
| Lech, Wertach | P1 = 0.178 |
| Emscher-Lippe (stark bebaute Einzugsgebiete) | P1 = 0.085 |
| Norddeutsche Tiefebene (sehr flache Einzugsgebiete) | P1 = 0.301 |
| Rheinland-Pfalz | P1 = 0.269 |

Abb. 3-9: Vergleich der berechneten und der gemessenen Anstiegszeiten für ausgewählte Einzugsgebiete (Lutz, 1984)



Die mittlere Anstiegszeit t_A aus Gl. 3.13 wird in einem zweiten Schritt über ereignisspezifische Kenngrößen (mittlere Niederschlagsintensität PI , Wochenzahl des Ereignisses WZ und mittlerer Abflussbeiwert ψ) korrigiert. Diese Korrektur ist in Abb. 3-10 graphisch dargestellt. Aus der korrigierten Anstiegszeit erhält man dann den Scheitelwert u_{max} der maßgebenden ereignisspezifischen Einheitsganglinie zu:

$$u_{max} = 0.612 \cdot t_A^{-0.991} \quad \text{für } \Delta t = 0.25 \text{ h} \quad (3.14a)$$

$$u_{max} = 0.556 \cdot t_A^{-0.933} \quad \text{für } \Delta t = 0.5 \text{ h} \quad (3.14b)$$

$$u_{max} = 0.464 \cdot t_A^{-0.824} \quad \text{für } \Delta t = 1 \text{ h} \quad (3.14c)$$

mit: Δt : Berechnungszeitschritt

Bei der Analyse von gemessenen Hochwasserereignissen hat sich für verschiedene Einzugsgebiete ergeben, dass die Gl. 3.14a bis 3.14c zu große Scheitelwerte liefern und damit die Retentionswirkung des Gebiets nicht ausreichend berücksichtigt wird. Aus diesem Grunde wurde ein Korrekturfaktor u_{kor} eingeführt, mit dem bei gleicher Anstiegszeit t_A eine verstärkte Retentionswirkung des Einzugsgebiets modelliert werden kann. Der korrigierte Scheitelwert ergibt sich dann zu:

$$u'_{max} = u_{kor} \cdot u_{max} \quad (3.15)$$

Die Festlegung des Korrekturfaktors u_{kor} erfolgt durch Auswertung gemessener Hochwasserereignisse.

Über eine normierte Form der Einheitsganglinie lassen sich mit der Anstiegszeit t_A und dem Scheitelwert u_{max} die einzelnen Ordinaten der Einheitsganglinie bestimmen. Da sich nun die ereignisspezifische Korrektur der Anstiegszeit und die Ermittlung der Einzelordinaten in dieser Form nicht auf einer Rechenanlage durchführen lassen, werden diese beiden Schritte folgendermaßen angenähert:

Die ereignisspezifische Korrektur der Anstiegszeit aus Abb. 3-10 kann über folgende empirische Gleichung beschrieben werden:

$$t'_A = a_1 \cdot a_2 \cdot a_3 \cdot t_A \quad (3.16)$$

mit: t_A Anstiegszeit in [h] aus Gl. 3.13
 t'_A korrigierte (ereignisabhängige) Anstiegszeit in [h]
 a_1, a_2, a_3 : Korrekturfaktoren für die Ereigniskenngrößen.

die Korrekturfaktoren ergeben sich zu:

$$a_1 : \text{Einfluss der mittleren Niederschlagsintensität } PI \text{ [mm/h]} \\
\ln a_1 = 0.654 - 0.359 \cdot \ln PI' \quad (3.17)$$

$$\text{mit: } PI' = \begin{cases} 2.0 & \text{für } PI \leq 2.0 \\ PI & \\ 25.0 & \text{für } PI \geq 25.0 \end{cases}$$

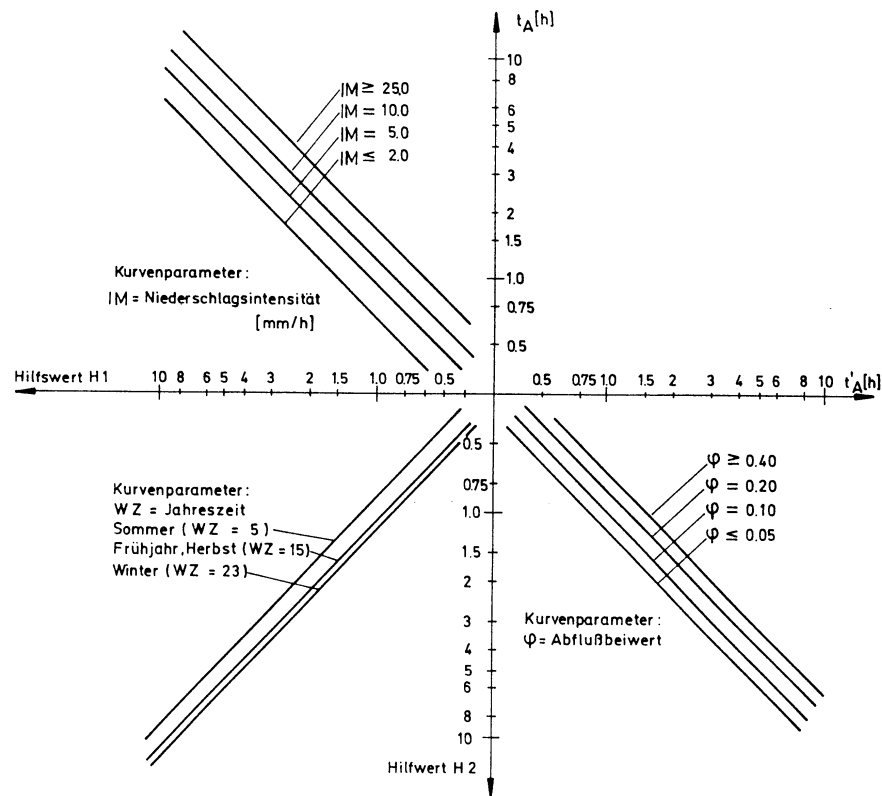


Abb. 3-10: Ereignisabhängige Korrektur der Anstiegszeit der Einheitganglinie

a_2 : Einfluss der Jahreszeit (Monatsnummer M)

$$a_2 = 1.267 - 0.058 \cdot M' \quad (3.18)$$

mit:
$$M' = \begin{cases} M & \text{für } 1 \leq M \leq 7 \\ 14 - M & \text{für } 8 \leq M \leq 12 \end{cases}$$

a_3 : Einfluss des Abflussbeiwerts

$$\ln a_3 = 0.670 + 0.290 \cdot \ln \psi' \quad (3.19)$$

mit:
$$\psi' = \begin{cases} 0.05 & \text{für } \psi \leq 0.05 \\ \psi & \\ 0.40 & \text{für } \psi \geq 0.40 \end{cases}$$

Für die Form der Einheitganglinien wird nicht die normierte Einheitganglinie nach Lutz (1984) verwendet, sondern es wird die lineare Speicherkaskade als Einheitganglinie eingesetzt.



$$u(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot \Gamma(n)} \cdot e^{-t/k} \quad (3.20)$$

mit: n : Anzahl der Einzellinearspeicher
 k : Speicherkonstante in [h]

Die aus Gl. 3.13 und Gl. 3.14 bzw. 3.15 resultierenden Parameter t_A und u_{\max} lassen sich in die Parameter der linearen Speicherkaskade umrechnen:

Die Anstiegszeit der Speicherkaskade ergibt sich zu:

$$t_A = (n-1) \cdot k \quad (3.21)$$

und der Scheitelwert u_{\max} ist gleich:

$$u_{\max} = \frac{(n-1)^{n-1}}{k \cdot \Gamma(n)} \cdot e^{-(n-1)} \quad (3.22)$$

Setzt man Gl. 3.21 in Gl. 3.22 ein, so erhält man:

$$u_{\max} \cdot t_A = \frac{(n-1)^n}{\Gamma(n)} \cdot e^{-(n-1)} \quad (3.23)$$

Aus Gl. 3.23 wird nun zunächst iterativ der Parameter n berechnet, und aus Gl. 3.21 ergibt sich dann die Speicherkonstante k . Setzt man diese Parameter in Gl. 3.20 ein, kann der zeitliche Verlauf der Einheitsganglinie über den Ansatz der linearen Speicherkaskade berechnet werden. Für diskrete Zeitschritte lautet Gl. 3.20:

$$u_i = \frac{[(i-0,5) \cdot \Delta t]^{n-1}}{k^n \cdot \Gamma(n)} \cdot e^{-(i-0,5) \cdot \Delta t/k} \quad (3.24)$$

mit: u_i : Ordinate für das Zeitintervall $i \cdot \Delta t$
 n : Anzahl der Linearspeicher
 k : Speicherkonstante [h]
 Δt : Zeitschritt [h]
 $\Gamma(.)$: Gammafunktion

3.4 Ermittlung des Basisabflusses

Die Berechnung der Gesamtabflussganglinie erfordert eine Annahme über den zeitlichen Verlauf des Basisabflusses. Da der Basisabfluss jedoch nur einen geringen Einfluss auf eine Hochwasserabflussganglinie hat, wird hierfür folgende einfache Annahme getroffen:

Der Basisabfluss zu Beginn eines Ereignisses wird ermittelt aus der Basisabflussspende q_B , die auch bei der Ermittlung des Abflussbeiwerts als Maß für die Vorbodenfeuchte eingesetzt wird. Dieser Basisabfluss steigt über die Abflussganglinie linear an und erreicht am Ende der Ganglinie das 1.5-fache des Anfangswerts.



4 Abflussganglinien aus städtischen Einzugsgebieten

Für die Berechnung von Abflussganglinien aus städtischen Einzugsgebieten innerhalb eines Flussgebietsmodells sind an die Genauigkeit der Erfassung des Abflussverhaltens im Kanalisationsnetz weniger große Anforderungen zu stellen, als es für die Bemessung des Kanalisationsnetzes selbst erforderlich ist. Dies liegt daran, dass hier im wesentlichen Aussagen über die Auswirkung einer Regenwassereinleitung im Gewässer getroffen werden sollen. Der Zeitmaßstab für das Einzugsgebiet, typischerweise im Bereich von Stunden, steht dem des Kanalnetzes im Bereich von Minuten gegenüber. Es reicht hier also, die Berechnung mit hydrologischen Verfahren durchzuführen, deren Berechnungszeitschritt an das Abflussverhalten des Gewässers angepasst ist.

Bei der Modellierung des Abflusses aus städtischen Einzugsgebieten müssen folgende Teilprozesse berücksichtigt werden:

Abflussbildung: Für die Stadtflächen wird ein Anfangsverlust zwischen $A_{V,s} = 1$ mm und $A_{V,s} = 2$ mm angenommen und mit einem konstanten Abflussbeiwert der effektive Niederschlag bestimmt. Normalerweise kann hier ein Abflussbeiwert von $\psi_s = 1.0$ angenommen werden, da nur undurchlässige (versiegelte) Flächen zu berücksichtigen sind oder in Analogie zu der Kanalisationsberechnung die reduzierten Flächen A_{red} eingesetzt werden. Die Berechnung des Effektivniederschlags erfolgt analog zu der Berechnung bei den durchlässigen Flächen (Landflächen).

Abflusskonzentration und Kanalisationsabfluss zur Regentlastung: Diese beiden Prozesse können zusammengefasst werden, da bei linearen Systemen hintereinander folgende Übertragungsfunktionen zusammengefasst werden können. Die Systemfunktion zur Transformation des Effektivniederschlags in die Abflussganglinie umfasst somit beide Teilprozesse. Zur Ermittlung der Systemfunktion kann z.B. das Verfahren nach Figlus (1988) angewandt werden.

Für Niederschläge, deren Abflüsse die Leistungsfähigkeit der Kanalisation übersteigen, muss die Zuflussganglinie zum Regentlastungsbauwerk korrigiert werden. Hierfür kann angenommen werden, dass der Abfluss nur bis zu dem Wert ansteigen kann, der der Leistungsfähigkeit des Hauptsammlers entspricht. Ist der Abfluss größer als diese Leistungsfähigkeit, wird die Abflussganglinie auf die Leistungsfähigkeit des Hauptsammlers begrenzt. Die Wassermenge oberhalb der Leistungsfähigkeit wird in einem unbegrenzten fiktiven Speicher zurückgehalten, bis dieser durch den Sammler wieder leerlaufen kann. Diese Berechnung entspricht der Simulation eines Hochwasserrückhaltebeckens mit konstanter Regelabgabe. Mit diesem einfachen Ansatz erhält man eine belastungsabhängige Korrektur der Abflussganglinie, die die Retention im Kanalnetz ausreichend genau wiedergeben kann.

Die Drosselung der Abflussganglinie auf die Leistungsfähigkeit des Hauptsammlers ist jedoch nur dann zulässig, wenn innerhalb des Kanalnetzes der entsprechende Rückhalteraum (z.B. Kanalstauraum, Schächte, Straßen) vorhanden ist, oder wenn in dem Stadtgebiet aufgrund der Oberflächenstruktur kein Abfluss über die Straßen stattfinden kann. Ist dieser erforderliche Rückhalteraum nicht vorhanden, kann entweder die Abflussganglinie ohne Korrektur der Entlastungsstelle zugeführt werden (Leistungsfähigkeit des Kanals wird als nicht begrenzt angenommen), oder der Teil der Ganglinie, der die Leistungsfähigkeit des Kanals überschreitet, wird von der Gesamtabflussganglinie abgetrennt und direkt in das Gewässer eingeleitet. Bei dieser direkten Einleitung wird jedoch angenommen, dass eine zusätzliche Retentionswirkung aufgrund des Oberflächenabflusses wirksam ist. Diese zusätzliche Retention wird



berücksichtigt durch eine nochmalige Faltung der Teilganglinie oberhalb der Leistungsfähigkeit des Sammlers mit der Systemfunktion des Stadtabflusses.

Überleitung: Vor der Entlastungsstelle kann eine Zuflussganglinie, die in den Kanal eingeleitet wird, mit der Abflussganglinie im Kanal überlagert werden. Diese Zuflussganglinie kann entweder einem oberhalb liegenden Stadtgebiet entstammen (z.B. Drosselleitung einer vorangeschalteten Regenentlastung), oder sie kann aus dem oberirdischen Gewässer in das Kanalnetz eingeleitet werden. Diese zweite Möglichkeit dient vor allem dazu, um die Abflüsse von unbebauten Teileinzugsgebieten, die jedoch über das Kanalnetz abgeführt werden, mit den Modellansätzen für die Landflächen berechnen zu können.

Speicherung und Abflussaufteilung: Am Regenentlastungsbauwerk wird der durch die Drosselleitung vorgegebene Abfluss weitergeleitet. Übersteigt der Zufluss diesen Wert, so ergeben sich zwei Fälle, je nachdem ob das Entlastungsbauwerk mit einem Regenüberlaufbecken gekoppelt ist oder nicht. Ist ein Becken vorhanden, so wird dieses zunächst gefüllt. In diesem Fall setzt die Entlastung erst ein, wenn das Regenüberlaufbecken gefüllt ist; andernfalls wird der Abflussanteil oberhalb der Leistungsfähigkeit der Drosselleitung direkt der Regenwasserentlastung zugeleitet. Diese Berechnung entspricht einem Rückhaltebecken mit begrenztem Speicherraum und konstanter Regelabgabe.

Weiterleitung: Bei einer Weiterleitung über die Drosselleitung ist anzugeben, zu welchem Knoten die Drosselleitung führt. Falls die Länge des Kanals dies erforderlich macht, kann die Fließzeit zwischen den beiden Knoten über einen Translationsansatz berücksichtigt werden. Am Folgeknoten, der nicht notwendigerweise derselbe sein muss, wie er für die Gewässerverknüpfung angegeben wurde, wird diese Weiterleitung als Überleitung weiterbearbeitet.

Entlastung: Die Entlastungsleitung kann den Abfluss, der zum Gewässer abgeschlagen werden soll, ebenfalls begrenzen. Damit wird gegebenenfalls die Leistungsfähigkeit des Entlastungskanals oder die Pumpleistung eines Hebewerks berücksichtigt. Hier ist wieder ein fiktiver unbegrenzter Speicher vorgesehen, in dem die Wassermenge gespeichert wird, die nicht direkt in das Gewässer entlastet werden kann. Die Berechnung entspricht wiederum einem unbegrenzten Rückhaltebecken mit konstanter Regelabgabe. Die Entlastungsganglinie wird mit der Ganglinie im Gewässer überlagert.



5 Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken

Die Abgaben aus Hochwasserrückhaltebecken sind so zu steuern, dass für den Bereich unterhalb der Stauanlage der festgelegte Hochwasserschutz erzielt wird. Hierzu wird ein geeigneter Regelabfluss ermittelt, der gewährleistet, dass bei vollständig gefülltem gewöhnlichem Hochwasserrückhalteraum der Abfluss aus dem Rückhaltebecken bei der Bemessungsjährlichkeit nicht größer wird als die angestrebte Belastung (meist: Leistungsfähigkeit) des Gewässers im Unterlauf. Zur Steuerung des Regelabflusses gibt es folgende Betriebsarten, die in Abb. 5.1 dargestellt sind:

- ungesteuerte Beckenabgabe
- auf konstante Regelabgabe gesteuerte Beckenabgabe
- adaptive Abgabensteuerung (ereignisangepasste Beckensteuerung)

Bei bekannter Steuerungsart des Hochwasserrückhaltebeckens kann durch eine Simulation des Beckenbetriebs der gewöhnliche Hochwasserrückhalteraum ermittelt werden, der erforderlich ist, um die Beckenzuflüsse auf die Regelabgabe zu drosseln.

5.1 Ungesteuerte Beckenabgabe

Die meisten der kleineren Hochwasserrückhaltebecken haben Auslassöffnungen mit fest eingestelltem Durchflussquerschnitt. Dieser Querschnitt wird im allgemeinen so bemessen, dass der Abfluss aus dem Becken bei Vollfüllung gerade der maximal zulässigen Abgabe entspricht. Die Füllung und Entleerung des Beckens erfolgt nach dem Prinzip der Seeretention. Diese Betriebsweise wird als "ungesteuert" bezeichnet.

Die Berechnung der Abflussganglinie aus einem Rückhaltebecken mit ungesteuerter Abgabe erfolgt durch Anwendung der allgemeinen Speichergleichung

$$\frac{dS}{dt} = Q_Z(t) - Q_A(t) \quad (5.1)$$

mit: dS/dt : zeitliche Änderung des Speicherinhaltes S

$Q_Z(t)$: Speicherzufluss

$Q_A(t)$: Speicherabfluss

unter Berücksichtigung der Kennlinien des Rückhaltebeckens (Speicherinhaltslinie und Abflusskurve von Grundablass und Hochwasserentlastungsanlage). Diese Speicherkennlinien werden tabellarisch in das entsprechende Programm eingegeben. Die Lösung der allgemeinen Speichergleichung erfolgt für jeden Berechnungsschritt iterativ über die diskretisierte Speichergleichung:

$$\frac{S_{i+1} - S_i}{\Delta t} = \frac{Q_{Z,i+1} + Q_{Z,i}}{2} - \frac{Q_{A,i+1} + Q_{A,i}}{2} \quad (5.2)$$

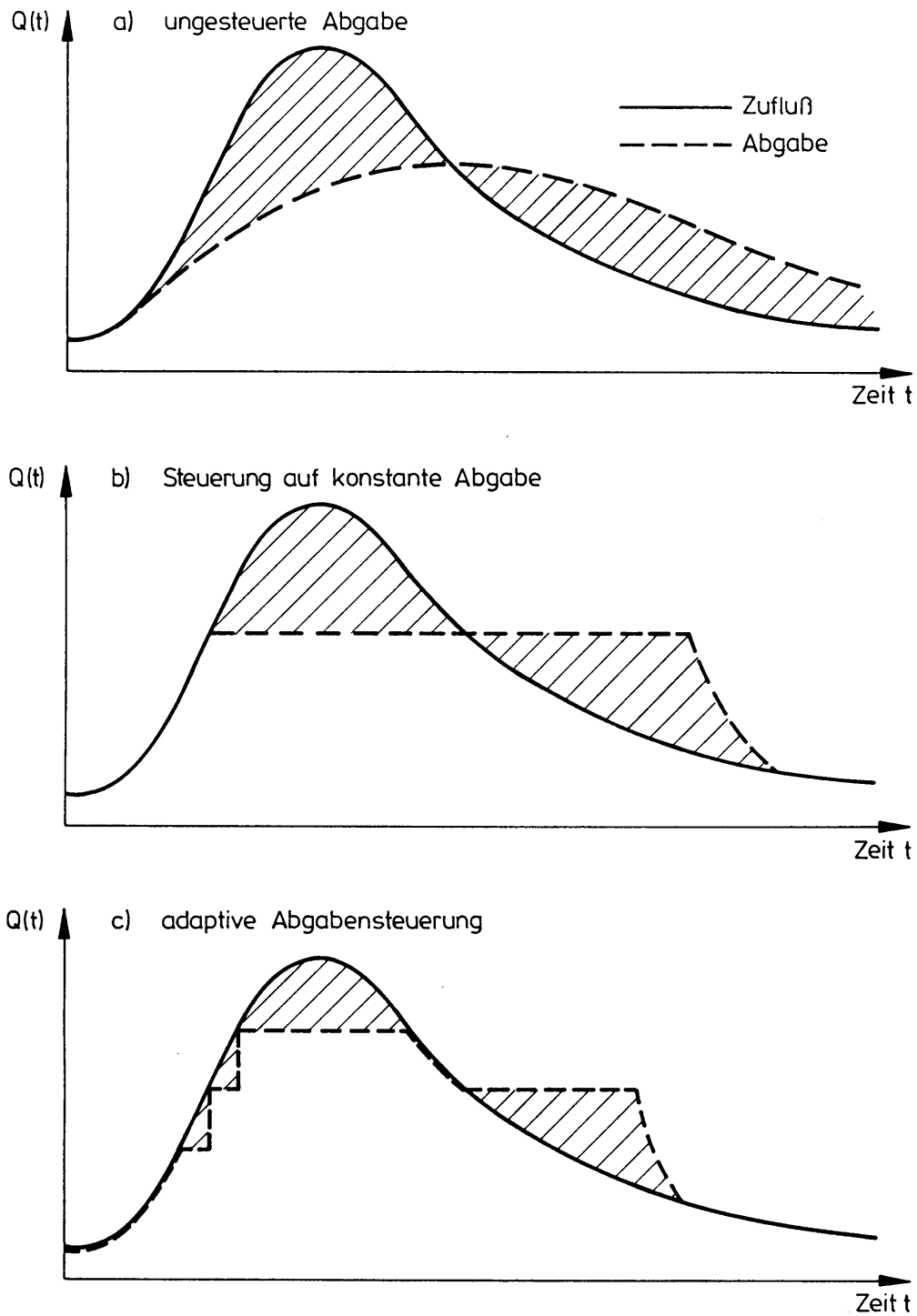


Abb. 5.1: Steuerung der Abgaben aus einem Hochwasserrückhaltebecken

5.2 Steuerung auf konstanten Regelabfluss

Eine wirkungsvollere, aber auch aufwendigere Betriebsart stellt die Steuerung auf einen konstanten Regelabfluss (Q_R) dar. Die Rückhaltewirkung setzt erst dann ein, wenn der Zufluss einen bestimmten Abflussschwellenwert (Regelabfluss Q_R) überschreitet. Durch diese Betriebsart wird der vorhandene Rückhalteraum optimal genutzt. .

Die Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken, die auf konstanten Regelabfluss gesteuert werden, kann einfach über die Rückhaltewirkungslinie (Speicherwirkungslinie) erfolgen. Für eine bestimmte Jährlichkeit (Auftrittswahrscheinlichkeit) von Hochwasserabflüssen wird hierzu die Funktion zwischen dem Regelabfluss Q_R und dem zugehörigen erforderlichen Rückhalteraum S_{erf} aufgestellt. Diese Funktion kann z.B. über ein Niederschlag-Abfluss-Modell über folgende Vorgehensweise bestimmt werden:

Für Niederschläge verschiedener Dauerstufen, die derselben Jährlichkeit zugeordnet werden können, erhält man über ein Niederschlag-Abfluss-Modell verschiedene Abflussganglinien, die der betrachteten Jährlichkeit entsprechen. Für jede dieser Ganglinien kann die Beziehung zwischen Regelabfluss Q_R und erforderlichem Rückhalteraum S_{erf} ermittelt werden (Abb. 5.2). Dieser Zusammenhang wird als Füllinie bezeichnet, da hierbei jeweils die Fülle der Hochwasserganglinie über einem bestimmten Schwellenwert erfasst wird. Trägt man alle Füllinien (für unterschiedliche Niederschlagsdauern aber gleiche Jährlichkeit) in ein Diagramm ein, so ergibt sich als Einhüllende an diese Kurven die maßgebende Rückhaltewirkungslinie für die entsprechende Jährlichkeit.

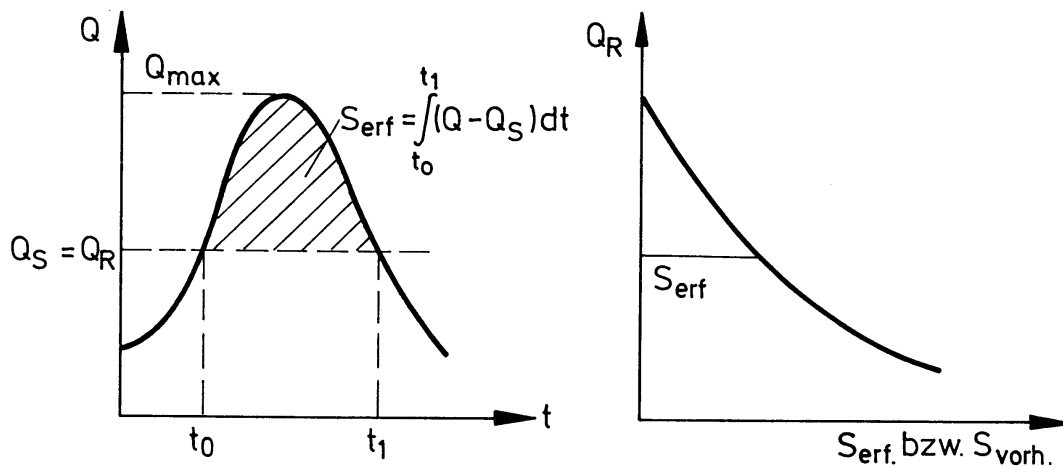


Abb. 5.2: Beziehung zwischen Regelabfluss Q_R und erforderlichem Rückhaltevolumen S_{erf} für eine Hochwasserereignis



5.3 Adaptive Steuerung der Abgaben

Da ein Hochwasserrückhaltebecken durch unterschiedliche Hochwasserabläufe vielfältigen Belastungen ausgesetzt ist, kann es erforderlich sein, die Beckenabgaben an den jeweiligen Verlauf des Hochwasserereignisses anzupassen. Eine solche adaptive (ereignisangepasste) Beckensteuerung erfolgt meist nach dem Wasserstand im Beckenraum. Wird der Beckenwasserstand durch den zugehörigen Speicherinhalt ausgedrückt, kann die Abgabensteuerung als Funktion des Speicherinhalts dargestellt werden:

$$Q_A(t) = f(S) \quad (5.3)$$

Diese allgemeine Form wird linearisiert als Polygonzug zur Simulation des Beckenbetriebs verwendet.

Sollen neben dem Wasserstand im Becken auch andere Randbedingungen (z.B. Abflussverhältnisse im Unterlauf) bei der adaptiven Beckensteuerung berücksichtigt werden, kann die Abgabesteuerung als Funktion der Zeit dargestellt werden:

$$Q_A(t) = f(t) \quad (5.4)$$

Diese allgemeine Form kann analog einer Ganglinie linearisiert als Polygonzug zur Simulation des Beckenbetriebs verwendet werden.



6 Wellenverformung entlang einer Gewässerstrecke

Zur Erfassung der Verformung einer Abflussganglinie entlang einer Gewässerstrecke infolge Fließzeit und Retention in der Gewässerstrecke werden hier das Muskingum-Verfahren und das Kalinin-Miljukov-Verfahren (Rosemann, 1970; Plate et al, 1977) beschrieben.

6.1 MUSKINGUM-Verfahren

Das Muskingum-Verfahren ist ein hydrologisches Verfahren zur Berechnung der Verformung einer Abflussganglinie entlang einer Gewässerstrecke. Die Parameter des Verfahrens werden aus gemessenen Abflussganglinien abgeleitet. Die Arbeitsgleichung des Verfahrens lautet:

$$Q_{a,i+1} = c_0 \cdot Q_{Z,i+1} + c_1 \cdot Q_{Z,i} + c_2 \cdot Q_{a,i} \quad (6.1)$$

mit:

- $Q_{a,i}$: Abfluss aus der Gewässerstrecke zum Zeitpunkt $i \cdot \Delta t$
- $Q_{Z,i}$: Zufluss zu der Gewässerstrecke zum Zeitpunkt $i \cdot \Delta t$
- c_0, c_1, c_2 : Parameter des Verfahrens
mit: $c_0 + c_1 + c_2 = 1$

Für die Ermittlung der Parameter des Verfahrens stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung, die z.B. in Plate et.al. (1979) beschrieben sind. Die Berechnung der Abflussganglinie Q_a erfolgt durch rekursive Anwendung von Gl. 6.1 bei bekannter Zuflussganglinie Q_z .

6.2 KALININ-MILJUKOV-Verfahren

Das Kalinin-Miljukov-Verfahren ist ein hydrologisches Modell zur Beschreibung der Verformung einer Abflussganglinie entlang einer Gewässerstrecke, dessen Parameter direkt aus der Gewässergeometrie abgeleitet werden können. Das Verfahren basiert auf der Annahme, dass eine Gewässerstrecke in einzelne homogene Abschnitte der Länge L_C (charakteristische Länge) unterteilt werden kann, und das Abflussverhalten der einzelnen Abschnitt kann über einen Linearspeicher beschreiben werden.

Die Bestimmung der charakteristischen Länge L_C erfolgt unter der Bedingung, dass ein quasi-stationärer Abfluss in dem betrachteten Gewässerabschnitt vorhanden ist. Mit der Fließformel von Manning- Strickler

$$Q_{st} = k_{st} \cdot A \cdot R^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (6.2)$$

mit:

- Q_{st} : stationärer Abfluss [m^3/sec]
- k_{st} : Rauigkeitskoeffizient [$m^{1/3}/sec$]
- A : durchflossene Querschnittsfläche [m^2]
- R : hydraulischer Radius [m]
- I : mittleres Gefälle [-]

kann aus vermessenen Profilquerschnitten des Gewässers, die sich über den gesamten Ausuferungsbereich erstrecken, die stationäre Abflusskurve für den betrachteten Gewässerabschnitt berechnet werden. Aus dieser Abflusskurve ergibt sich aus



$$L_C = \frac{Q_{st}}{I_{st}} \cdot \frac{d(h_{st})}{d(Q_{st})} \quad (6.3)$$

mit: L_C : charakteristische Länge [m]
 Q_{st} : stationärer Abfluss [m³/sec]
 h_{st} : Wasserstand [m]
 I_{st} : Wasserspiegelgefälle bei stationärem Abfluss [-]

die Länge L_C des Gewässerabschnitts, dessen Abflussverhalten über einen Linearspeicher beschrieben wird. Da jedoch Gl. 6.3 aufgrund der notwendigen Diskretisierung der Abflusskurve immer nur für einen kleinen Abflussbereich eingesetzt werden kann, ergeben sich für den gesamten Abflussbereich unterschiedliche Längen $L_{C,i}$, die zur Ermittlung der maßgebenden Länge L_m gemittelt werden:

$$L_m = \frac{1}{m} \cdot \sum_{i=1}^m L_{C,i} \quad (6.4)$$

mit: L_m : mittlere charakteristische Länge
 $L_{C,i}$: charakteristische Länge des i-ten Abflussbereichs
 m : Anzahl der Abflussbereiche

Die Anzahl der erforderlichen Linearspeicher für den betrachteten Gewässerabschnitt mit der Gesamtlänge L_G ergibt sich zu:

$$n = \frac{L_G}{L_m} \quad (6.5)$$

Für jeden dieser n Teilabschnitte muss im nächsten Schritt die Speicherkonstante (Retentionskonstante) k bestimmt werden. Dieser Parameter ergibt sich als Steigung aus der Volumen-Abfluss-Beziehung des einzelnen Linearspeichers

$$V = f(Q_{st}) \quad (6.6)$$

für jeden Abschnitt der Länge L_m zu:

$$k = \frac{dV}{d(Q_{st})} \quad (6.7)$$

mit: V : Volumen, das beim Abfluss Q_{st} im Gewässerabschnitt der Länge L_m gespeichert wird

Im allgemeinen wird die Speicherkonstante k über den gesamten Abflussbereich konstant gehalten. Treten jedoch erhebliche Änderungen des Abflussverhaltens auf (z.B. bei Ausuferungen), kann dies durch eine Änderung der Speicherkonstanten berücksichtigt werden. In diesem Fall wird für jeden Abflussbereich ein spezifischer Parameter k_i ermittelt.

Die Anwendung des Kalinin-Miljukov-Verfahrens erfolgt so, dass eine gegebene Zuflussganglinie zu einem Gewässerabschnitt nacheinander durch alle n Abschnitte über folgende Arbeitsgleichung geroutet wird:



$$Q_{a,i+1} = Q_{a,i} + (Q_{z,i} - Q_{a,i}) \cdot C_1 + (Q_{z,i+1} - Q_{z,i}) \cdot C_2 \quad (6.8)$$

mit: $C_1 = 1 - e^{-\Delta t/k} \quad (6.9)$

$$C_2 = 1 - \frac{k}{\Delta t} \cdot C_1 \quad (6.10)$$

wobei: $Q_{a,i}$: Abfluss aus einem Gewässerabschnitt der Länge L_m im Zeitintervall i
 $Q_{z,i}$: Zufluss zu diesem Gewässerabschnitt im Zeitintervall i
 Δt : Berechnungszeitschritt

Der Abfluss Q_a eines Gewässerabschnitts stellt den Zufluss zum nächsten Abschnitt dar.

Da nun im allgemeinen für die Schätzung der Parameter n und k des Kalinin-Miljukov-Verfahrens nur wenige Profilquerschnitte für einen Gewässerlauf vorhanden sind und auch die Schätzung des Rauigkeitskoeffizienten k_s mit großen Unsicherheiten verbunden ist, kann das Modell zusätzlich an Pegelmessungen angepasst werden. Wie an praktischen Beispielen nachgewiesen wurde, hängt die Güte des Modells wesentlich stärker von der richtigen Wahl der Speicherkonstanten als von der Anzahl der charakteristischen Gewässerabschnitte ab. Aus diesem Grunde wird empfohlen, die Speicherkonstanten anhand gemessener Abflussganglinien zu prüfen und die Speicherkonstanten gegebenenfalls an gemessene Abflussganglinien anzupassen.

Bei der Anwendung des Verfahrens ist zu beachten, dass bei großen Berechnungszeitschritten und gleichzeitig großer Änderung des Abflusses im Zeitschritt ein Volumenfehler bei der Berechnung auftreten kann.

Um dies zu vermeiden, kann anstatt des Kalinin-Miljukov-Verfahrens die Schwellenwert-Kaskade eingesetzt werden. Bei dieser Schwellenwertkaskade wird bei Überschreitung des Abfluss-Schwellenwerts (bordvoller Abfluss) eine Trennung der Abflussganglinie durchgeführt. Anschließend werden die beiden Teilganglinien getrennt mit den linearen Speicherkaskaden für Abfluss im Gewässerbett und für Abfluss im Gewässer mit Vorland geroutet. Das Ergebnis wird zur Gesamtganglinie wieder überlagert.



6.3 Translations-Diffusions-Modell

Das Translations-Diffusions-Modell basiert auf folgender Systemfunktion:

$$h(t) = \frac{L}{2 \cdot t \cdot \sqrt{\pi \cdot D \cdot t}} \cdot e^{-\frac{(u \cdot t - x)^2}{4 \cdot D \cdot t}} \quad (6.11)$$

wobei: h(t) : Systemfunktion
 u : Translationskoeffizient [km/h]
 D : Diffusionskoeffizient [km²/h]

Die Anwendung des Modells kann für unterschiedliche Abflussbereiche erfolgen. Dabei wird die gesamt Zuflussganglinie in Teilganglinien entsprechend der verschiedenen Abflussbereiche zerlegt. Über die jeweils zugehörige Systemfunktion werden die Teilganglinien geroutet und anschließend zur Gesamtabflussganglinie überlagert.